



TITLE:

河水温年变化の上下流に於ける相違並に日变化〔阿蘇黒川の研究第3報〕

AUTHOR(S):

野満, 隆治

CITATION:

野満, 隆治. 河水温年变化の上下流に於ける相違並に日变化〔阿蘇黒川の研究第3報〕. 地球物理 1946, 7(3): 199-214

ISSUE DATE:

1946-01-25

URL:

<http://hdl.handle.net/2433/178329>

RIGHT:

河水温年變化の上下流に於ける相違 並に日變化〔阿蘇黒川の研究第3報〕

理學博士 野 滿 隆 治

I 緒 言

河水温の年變化を気温のそれと比較するに、上流では一般に水温が気温よりも低い期間が高い期間よりも遙かに長く、中流に於ては其の期間の差が減じ、下流になると往々却つて水温の高い月が多くなることを、本邦河川10～12例によつて須田⁽¹⁾、倉茂⁽²⁾兩博士が注意された。かくて氏等は河水温變化の様式を上流型・中流型・下流型に類別して居る。

筆者は斯かる現象が如何なる理由によつて起るかを攻究し、時には此の例に従はぬ川も少くないことを指摘して其の所以を説明し、且つ上下流に於ける水温變化の相違を數量的に推算すべき基礎を與ふる目的を以て本報告を草し、黒川及び矢作川の水温變化を例示する。尙ほ河水温の日變化を精細に調べたのは餘りないから、黒川水温日變化の情勢と其の理由を説明する。

II 水源地に於ける水温が気温よりも低き理由

先づ、水源地に於ては嚴寒の1～2ヶ月を除き殆んど年中河水温が気温よりも低くなる根本の理由を考察する。水源の水といふものは、言ふ迄も無く、其の受水地域に降つた雨雪が地下に滲入して地下水となり、それが無降雨日にも湧泉として地上に出たものである。而して水源地は勿論一般に山岳高地であつて、湧泉は大抵其の山麓溪谷にある。それで第一に水源水の根源たる雨雪は現在の湧水地點よりも遙かに高い山頂や山腹に降つたものであることを想起すべきである。周知の如く気温は高度に従ひ遞減して居るから、雨水の溫度を其の降下地點の気温に等しいとしても（實際は多少低い）、湧泉地點の気温よりは低いわけである。従つて此の低温な雨水が湧泉に出るまでの地下で幾分溫暖られるとしても、猶幾らか水源地気温より低いのは當然である。これが上流の河水温は其の地の気温よりも平均的に低温なる理由の一と私は信ずる。

(1) 須田皖次、關和男：河川水温と気温との關係に就て、海洋時報 3 (昭和7年), 702.

(2) 倉茂英次郎：本邦河川の水温と気温より見たる河川型、氣象輯誌、第2輯12(昭和9年), 1.

但し高度による気温の遞減率は 100mにつき $0.5\sim 0.7$ 程度であるから、此の原因による上流河水の低温は比較的僅少であつて、諸河川上流で實測された結果を説明するには不充分の様である。然らば其の外に如何なる原因があるか。

最も有力なる原因と思はれるのは、水源森林内の地中温度の影響である。上流水源の水は地下水が地上に湧出したものである以上、湧出當時の水温は特殊の火山熱地方を除けば大體に於て其の潜在せし地下の地温に相當するであらう。而して地温は夏の地面條件が殆んど同一なる裸地では、夏の高気温時に地面が熱を受くる割合と冬季の冷却時に熱を失ふ割合とは相等しく、年平均に於ては気温の年平均と等値となり、地温が気温よりも高い期間と低い期間とは略々同じ長さになることは周知の事實である。然るに實際の水源地といふものは一般に樹林草木に蔽はれた溪谷地であるから、夏季には草木の枝葉が繁茂し、太陽熱を遮斷して反射吸収著しく、葉面蒸發亦盛にして熱エネルギーを費消する爲に、其の下地温は當然其の地方一般の裸地地温よりは著しく低く、之に反して冬季には草は枯れ落葉樹は枯木同然となり常緑樹とても枝葉疎薄となつて地面の隱蔽物は大に減退するから、其の下地温放冷は夏季の受熱よりは著しく容易に行はれ林外の裸地ほどにはなくともそれと大差なきまでに冷却されるであらう。従つて森林内の表層地温は年平均に於て気温よりは當然低くなると私は推察する。然らば森林地方の地温と気温とが果して如何程の差あるか其の資料を持たないけれども、幸にして玉手三葉壽⁽³⁾氏が、森林内外の地勢地質ともに類似せる觀測地として東京目黒の林業試験所其の他 4 箇處の森林測候所に於ける觀測結果を整理し、林内と林外との地温(深さ 30, 120, 300cm)を對照して居るから、それを引用して上記筆者の考察に對する傍證としたい。玉手氏の報告によれば第 1 表の様な地點で第 2 表の様な成績を示して居る。

第 1 表 林 内 外 地 温 觀 測 地

地 名	所 在 地	海 抜 高	林 況			觀測期間
			樹 種	樹 齡	鬱閉度	
目 黒	東 京 目 黒	28.1 ^米	ひ の き	34 ^年	0.9	大正 年 5~8
北 小 國	熊本縣北小國村	433.0	す ぎ	36	0.8	3~9
横 田	島根縣横 田 村	380.0	くろがねもち, あ せび, くり, くぬぎ	53	0.7	6~9
伊 香 保	群馬縣伊香保町	691.0	す ぎ	60	0.4	3~9

(3) 玉手三葉壽：林内外に於ける地中温度の比較，森林治水氣象彙報 7 (大正14年)120頁。

河水温度変化の上下流に於ける相違並に日変化

院 内	秋田縣院 内 町	215.0	す ぎ	26	0.9	5~10
-----	----------	-------	-----	----	-----	------

第 2 表 林内外の地温年平均と其の差 (C°)

地 名	深 さ 30 糎			120 糎			300 糎		
	林 外	林 内	差	林 外	林 内	差	林 外	林 内	差
目 黒	15.06	12.85	2.23	15.57	13.69	1.88	15.40	14.48	0.92
北 小 國	15.02	11.58	3.44	15.88	12.60	3.28	16.21	12.65	3.56
横 田	13.17	11.20	1.97	13.22	11.56	1.66	12.88	11.60	1.28
伊 香 保	12.80	9.62	3.18	13.99	10.81	3.18	14.41	11.78	2.63
院 内	11.86	9.15	2.71	11.38	9.32	2.06	10.61	9.30	1.31
平 均	13.69	10.88	2.81	14.01	11.60	2.41	13.90	11.96	1.94

之によれば表層地温は林内の方が林外よりも 2~4°C も低いのである。かくなる理由に就ては玉手氏は別に説明を加へて居ないけれども、恐らく上記の様な譯合であらうと私は信ずる。果して然らば山腹の淺層を潜流し来る最上流雨壑の水は當然年平均に於て気温よりも低いことが諒解される。

尙序ながら、林内外の地温差は其の原因が前述の様なものであるならば常緑樹林よりも落葉樹林に於て顯著となる筈である。此の點は將來實測検討したいと思つて居る。又雨壑よりも多少低地に入つた上流地で數十米も下の地層から地下水が上昇湧出して河水を涵養する場合には、地下増温率による温度を附與されて来るから、上流河水と雖も平均気温よりは却つて温かい川もあり得べきことを附加へて置く。

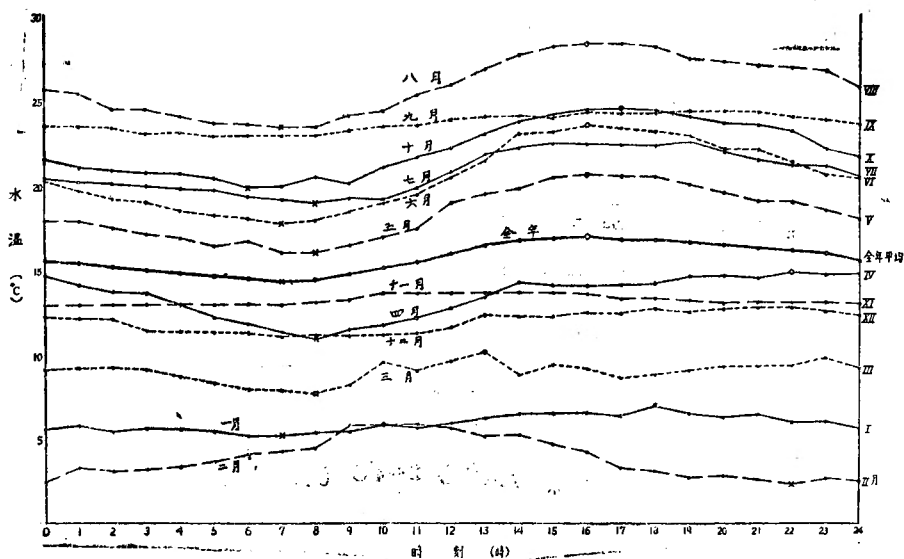
III 上流河川としての阿蘇黒川水温

黒川は阿蘇火口原を流るゝ一小川であつて、其の分水嶺は中央火丘若くは外輪山であるから、勿論上流河川に屬する。只問題は有勢なる活火山地であつて温泉も方々にある土地柄、果して上記の様に年平均気温よりも低い水温を示すや否や疑問を以て觀測を始めたのであつたが、事實は矢張り上流河川の特性を示しながらも可なりに緩和されて気温より高い月が相當殖え所謂中流型に近づいて居る。

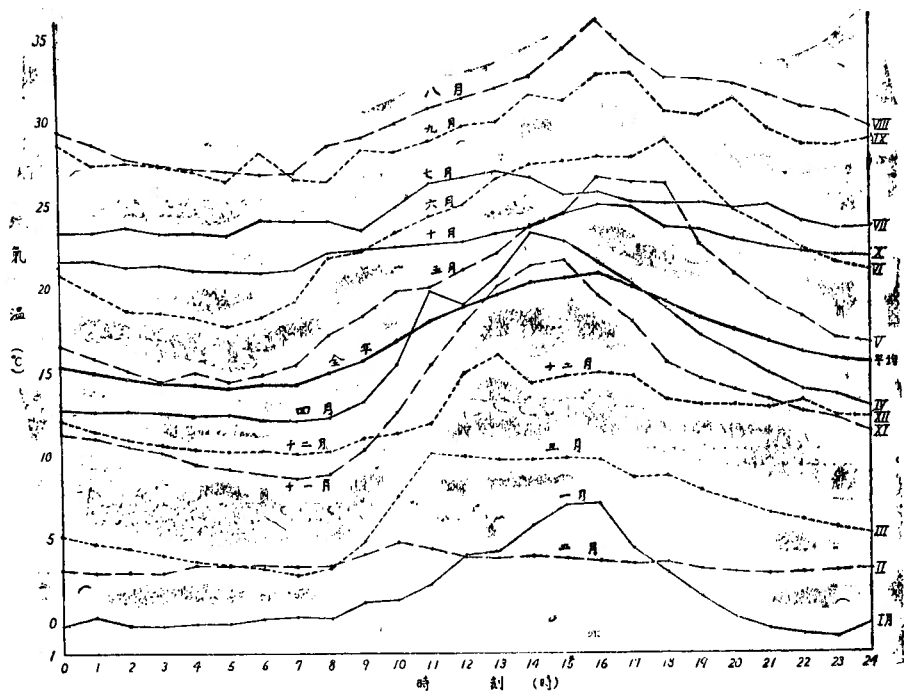
觀測地點は内ノ牧にある京大研究所内牧分所の處で、昭和17年5月以降約二年毎日9時と15時の二回觀測する上に、毎月初頭一日だけは晝夜毎時間測定を實施して日變化をも見

河水温年變化の上下流に於ける相違並に日變化

ることにした。實測は所員江藤敏治，森照三兩君に當つて貰つた。



第1圖 (A) 黒川水温月別日變化



(B) 内牧气温月別日變化

河水温年變化の上下流に於ける相違並に日變化

(1) 日變化: 一先づ日變化から説明せんに、毎月初め一日の毎時観測値は巻末資料欄に掲げてある。参照を乞ふ。観測は約2ヶ年に亘つて居るが途中に中斷した月があるので、

第3表 毎月初一日間毎時観測(修正) (A) 黒川水温

月	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	平均
0	5.6	2.5	2.2	14.75	18.0	20.4	20.5	25.75	23.55	21.65	13.0	12.3	15.6
1	5.85	3.3	2.3	14.2	18.0	19.8	20.3	25.55	23.6	21.2	13.0	12.2	15.63
2	5.5	3.1	2.3	13.8	17.6	19.3	20.2	24.6	23.5	21.0	13.05	12.15	15.26
3	5.7	3.2	2.45	13.7	17.2	19.1	20.05	24.6	23.15	20.85	13.05	11.5	15.10
4	5.65	3.35	2.8	13.0	17.0	18.6	19.9	24.2	23.2	20.8	13.05	11.4	14.91
5	5.5	3.3	2.4	12.3	16.5	18.3	19.8	23.75	23.0	20.5	13.0	11.4	14.68
6	5.2	4.1	2.95	11.9	16.8	18.1	19.4	23.7	23.05	19.9	13.0	11.35	14.34
7	5.2	4.3	3.9	11.35	16.1	17.8	19.25	23.5	23.0	20.0	13.0	11.1	14.38
8	5.4	4.5	3.7	11.0	16.1	18.0	19.0	23.5	23.0	20.55	13.15	11.2	14.43
9	5.5	5.8	2.25	11.55	16.5	18.5	19.3	24.2	23.3	20.2	13.3	11.15	14.80
10	5.85	5.9	2.6	11.8	17.0	19.0	19.2	24.45	23.55	21.1	12.7	11.2	15.20
11	5.7	5.9	2.1	12.25	17.5	19.8	19.9	25.4	23.6	21.7	13.7	11.3	15.46
12	6.0	5.7	2.65	12.8	19.0	20.5	20.8	26.0	23.9	22.2	13.7	11.45	15.99
13	6.3	5.2	10.2	13.5	19.5	21.5	21.8	26.9	24.1	23.05	13.7	12.4	16.51
14	6.5	5.3	2.85	14.3	19.8	23.05	22.2	27.7	24.1	23.8	13.7	12.3	16.8
15	6.35	4.7	2.4	14.1	20.3	23.15	22.45	28.15	24.0	24.1	13.7	12.25	16.92
16	6.6	4.25	2.2	14.1	20.6	23.55	22.4	28.3	24.3	24.45	13.6	12.5	16.99
17	6.4	3.3	2.65	14.1	20.5	23.35	22.35	28.3	24.2	24.5	13.4	12.45	16.78
18	6.95	3.1	2.80	14.2	20.5	23.15	22.3	28.1	24.25	24.4	13.3	12.7	16.81
19	6.5	2.7	2.05	14.6	20.0	22.85	22.5	27.4	24.3	23.95	13.2	12.5	16.63
20	6.3	2.8	2.3	14.45	19.5	22.05	21.9	27.25	24.3	23.6	13.05	12.7	16.45
21	6.5	2.6	2.3	14.5	19.0	22.05	21.4	27.0	24.35	23.3	13.05	12.4	16.33
22	6.0	2.3	2.35	14.85	19.0	21.3	21.1	26.9	24.0	23.1	13.05	12.8	16.15
23	6.05	2.7	2.8	14.7	18.5	20.6	21.1	26.7	23.8	22.1	13.05	12.6	15.98
24	5.6	2.5	2.2	14.75	18.0	20.4	20.8	25.75	23.55	21.65	13.0	12.3	15.6
平均	5.97	3.93	2.91	13.40	18.33	20.54	20.80	25.91	23.71	22.18	13.27	12.00	15.79

(B) 内 牧 氣 温

月	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	平均
0	-0.3	3.0	5.1	12.7	16.5	20.8	23.3	29.3	28.6	21.6	11.2	12.05	15.32
1	0.2	2.85	4.6	12.55	15.8	19.7	23.3	28.6	27.3	21.6	11.0	11.45	14.91
2	-0.3	2.9	4.3	12.6	15.0	18.6	23.6	27.7	27.45	21.25	10.45	10.85	14.53
3	-0.35	2.85	3.9	12.5	14.3	18.5	23.25	27.3	27.25	21.3	10.1	10.5	14.28
4	-0.2	3.3	3.5	12.3	14.9	18.2	23.25	27.05	26.9	21.0	9.4	10.25	14.15
5	-0.2	3.25	3.3	12.4	14.3	17.6	23.1	26.9	26.3	20.95	9.1	10.1	13.93
6	0.1	3.3	3.1	12.05	14.7	18.2	23.0	26.7	26.0	20.85	8.75	10.15	14.16
7	0.2	3.25	2.7	12.0	15.3	19.1	23.9	26.8	26.4	21.0	8.5	10.0	14.10
8	0.1	3.3	3.1	12.2	18.1	21.7	23.9	28.4	26.3	22.0	8.8	10.1	14.83
9	1.1	3.95	4.7	13.1	18.2	22.05	23.35	28.9	28.1	22.2	10.25	10.9	15.57
10	1.2	4.7	7.4	15.35	19.7	23.2	24.7	29.7	28.0	22.35	12.5	11.2	16.67
11	2.2	4.3	10.0	19.7	19.9	24.15	26.1	30.6	28.45	22.5	15.3	11.8	17.93
12	3.9	3.8	9.8	18.9	20.95	24.8	26.45	31.2	27.55	22.6	17.8	14.8	18.71
13	4.1	3.7	9.6	20.6	21.9	26.35	26.8	31.5	27.75	23.1	19.95	15.9	19.46
14	5.7	3.8	9.6	23.15	23.5	27.2	26.4	32.45	31.4	23.45	21.2	14.2	20.17
15	6.9	3.7	9.7	22.6	24.3	27.35	25.35	34.1	31.0	24.3	21.5	14.6	20.45
16	7.0	3.5	9.6	21.3	26.4	27.6	25.5	35.8	32.5	24.8	19.4	14.8	20.68
17	4.25	3.3	8.5	20.1	26.1	27.55	24.9	33.7	32.6	24.65	17.85	14.55	19.84
18	2.8	3.4	6.6	18.6	26.0	28.6	24.8	32.3	30.3	23.4	15.4	13.2	18.95
19	1.3	3.0	7.7	16.95	22.4	26.45	24.85	32.2	30.05	23.2	14.4	12.85	17.95
20	0.1	2.8	7.0	15.9	20.65	24.4	24.5	31.9	31.95	22.65	13.7	12.8	17.29
21	-0.6	2.7	6.35	14.7	19.15	23.35	24.7	31.95	29.2	22.2	13.15	12.65	16.57
22	-0.9	2.8	5.95	13.7	18.05	22.1	23.7	30.5	29.3	21.9	12.4	13.05	15.96
23	-1.1	2.9	5.45	13.4	16.75	21.25	23.25	30.2	29.2	21.65	12.0	12.1	15.50
24	-0.3	3.0	5.1	12.7	16.5	20.8	23.3	29.3	28.6	21.6	11.2	12.05	15.32
平均	1.55	3.35	6.40	15.81	19.29	22.87	24.44	30.22	28.90	22.35	13.50	12.15	16.75

表には連続欠測のない満一ケ年分だけを載せた。水温は日を逐うて幾らか昇つたり降つたりするから、一晝夜毎時の観測値そのまゝを圖示したのでは、観測開始時刻と翌日の同時刻(観測終時)の水温に多少の差があつて、日變化だけを見るには不充分である。それで圖の観測始時と終時の兩點を直線にて連結し其の線からの水温増減を取つて修正を施した。斯くして修正した毎月初頭一日間の河水温變化は第3表及び第1圖の通りである。尙ほ同日の気温變化も同様の修正をして併記した。

IV月以降X月までの**暖期に於ける水温日變化**は顯著で較差 $4^{\circ}\sim 5^{\circ}$ にも及び且つ頗る規則正しい。最低水温は朝の6~8時に現はれ、最高水温は午後3~4時にある。而して之は気温の日變化に追隨するものであつて、たゞ位相が1~2時間遅れて居るだけであるから、河水温日變化の主要原因が気温の日變化にあることは明白である。

XI月以降翌年III月までの**寒期**の日變化は嚴寒II月を除き小さい。従つて極大極小も概して明確を缺くが、XI月とXII月の變化大勢は暖季と變りなく朝7~8時に最低となり午後3~4時に最高である。I月の最低は常例に従ひ7時に現はれたのに、最高は午後6時になつて異例の様ではあるが、之は當日の気温變化が例月と異なり午後4時に著しい最高を示した結果、それより2時間遅れて水温最高となつたまでで、気温に追隨するといふ點に於ては例月と變りはない。若しもI月初旬數日観測して平均の日變化を出したならば、其の大勢は例月と同じになるであらうと思はれる。

たゞ**嚴寒II月の水温日變化**は全然暖期のそれと趣を異にする。暖期の最低水温時に近い午前11時に最高を示し、最低は夜の10時になるのである。其の較差も亦寒期としては大きく $3^{\circ}.6$ に達して居る。此の様な變化は気温變化だけでは説明されない。然らば他に如何なる原因があるか。茲に思ひ起すのは前論文に述べた黒川水位の日變化である。本川の水位は嚴寒II月に於て暖季と逆な日變化を示し日中に低く夜半に高くなる。其の原因は雪解作用であつて、日射によつて解けた雪汁が夜分までに川へ出て來るものと解釋した。果して然らば零度に近い雪汁が流入する量の多いときほど河水温は低下すべきこと言ふまでもないから、日出後気温によつて漸次上昇しつゝあつた河水温は9時すぎから漸く加はり始める雪汁によつて昇温の趨勢を抑制せられ、普通ならば午後3~4時に最高となるべきものが

(4) 野滿隆治：河水位の日變化に就て(阿蘇黒川の研究第2報)，本誌第6卷(昭和17年)199頁。

午前11時に頂上に達し、午後は低下の一方を辿る。そして雪汁の新追加は全く無く水位が最高になつた夜半に最低水温を示すのであらう。要するに融雪ある時期の水温日變化は気温效果の上に雪汁の作用が加はつて暖期とは異なる様相を示すものと私は解する。

III月の水温變化も午前の様子は暖期と同様でありながら、午後の狀況が暖期と異なり複雑になつて居るので多少の説明を要する。鋸の齒の様な小凹凸は此の日の気温變化が矢張り異常複雑であつたことから問題外とし、其の平均變化が午後1時頃に最高となり午後5時頃に副の極小、午後11時頃第二の極大を示して居るのは、矢張り気温效果の外に雪汁の影響が加はつたものとして了解出来る。III月とはいつても觀測日はその初頭であつて未だ嚴寒の名残りがあつた。然し積雪は最早や餘程減少して溪谷にしかない。従つて日射による融雪も太陽が最も高い正午前後數時間しか出来ない。その爲め午前の水温變化は全く気温のみの影響に因り、暖期のそれと同様な趨勢を示す。そして雪汁による水温上昇の抑制はII月よりも遅れるから最高水温はII月の11時に對しIII月には午後1時になる。それより雪汁效果によつて水温は降下するが、溪谷には間もなく日が當らぬ様になつて雪解けは止むから夕暮時刻には雪汁效果は全く消えて第二次の最低水温を示す。その後は気温のみの作用を受け、雪汁によつて不當に低下して居た水温は多少恢復上昇して第二の最高を示すが、夜半より早朝に至る気温の低下に隨つて下降するのである。

序でながら前論文のI月の河水位日變化はII月に比し半減しながらも雪汁效果を示して居たのに、本文の水温變化ではI月に雪汁の影響がなく暖期同様気温によつてのみ左右されて居るのは次の様な事情による。即ち水位日變化の議論はI月中初日から末日までの平均であつて嚴寒期に這入つて居るのであるが、本論文の水温變化はI月初頭の只の一日であつてXII月末と變りなく未だ積雪は殆んど無いから雪汁の影響が現はれぬのが當然である。

最後に全年平均の水温日變化を取つて見ると第1圖中央の太線の様になり、驚くべきほど整然たるものである。正午と正子には略々平均値となり、其前後12時間づゝ殆んど全く對稱形をなし、最低水温は午前7時半、最高水温は午後4時で較差 2.4° になる。之を気温に較べると、8時より21時までには水温が低く、それより早朝7時までには気温の方が低い。

尙ほ9時と15時との水温平均をとれば殆んど一日全平均に一致することを指摘したい。吾々が次の年變化資料として毎日9時と15時の二回觀測を行ひ其の平均を取ることにした

のは、全く妥當であつた。但し氣温の9時と15時平均は一日平均としては稍々高すぎる。

(2) 年變化:—吾々は年變化検討の資料として二様の觀測値を有する。其の一は前記毎月一日の毎時觀測値であつて、第4表及び第2圖の通りになる。之は第3表から取らず、資料欄の觀測値そのものから平均した。第3表のでは觀測始時のみの年變化になるからである。

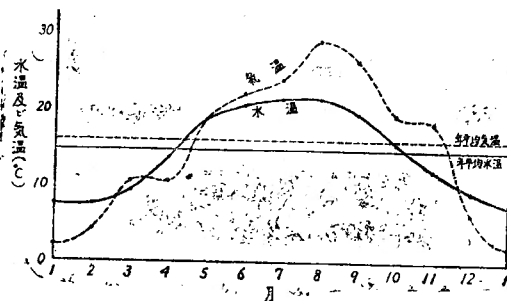
第4表 毎月初一日毎時觀測による黒川水温年變化(°C)

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年
水 温	6.7	4.01	9.7	14.0	18.3	20.5	21.4	26.1	28.8	21.7	13.3	11.2	15.9
氣 温	2.8	3.96	8.8	16.0	18.2	22.2	26.0	30.4	27.4	20.8	12.6	9.2	16.6

第二の資料は毎日9時と15時に二回觀測した水温及氣温であつて、其の一々の數値は卷末資料欄にあるから参照を乞ふ。それによつて各月の平均水温及び氣温を作れば第5表及び第3圖の様になる。

第5表 毎日二回觀測による黒川水温年變化(°C)

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年
水 温	7.6	7.7	9.4	13.7	18.8	20.4	21.5	21.5	19.45	15.7	12.1	7.8	14.76
氣 温	2.0	4.2	10.5	10.6	18.8	22.0	23.9	29.0	26.4	19.3	18.3	6.4	15.96



第2圖 毎月初一日毎時觀測による年變化(黒川)

何れによつても、水温の年變化が全く氣温の影響であることは明瞭である。而も其の間に位相差さへなく、最高最低とも水温氣温ともに同月に現はれる。つまり位相の差は數日くらゐはあるかも知れぬが1ヶ月にもなることはない。これは上流水源地に於ける河

水温の一般特性であらうと私は信ずる。

又水温が氣温より高いのは寒期の12, 1, 2月と4月であつて、他の月は水温が氣温より低い。即ち水温が氣温よりも低い期間が高い期間よりも遙に永く、全年平均温度も水温が約1°ほど低い。即ち黒川も活火山域にありながら矢張り一般の上流河川たる特性を失つて

居ない。

IV 中流乃至下流の河水温年變化

河水温が上流水源地方に於て上述の如き性質を有し、気温よりも低き月が高き月よりも多く全年平均の上でも低温であるとし、それが漸次下流に流れ下る間には如何なる年變化型に變るべきかを研究しよう。但し簡單の爲に上流水温も流域の気温も其の年變化は單弦函數にて表はし得るものとする。

(1) 気温が全流域同一なる場合：一最も簡單なる場

合として、気温が全流域同一であつて

$$\text{気温 } T = T_0 + a \sin \alpha t \quad (1)$$

$$\text{水源水温 } U = U_0 + b \sin(\alpha t + \varphi) \quad (2)$$

の如きものなるとき、下流地に於ける河水温は如何に變るであらうか。

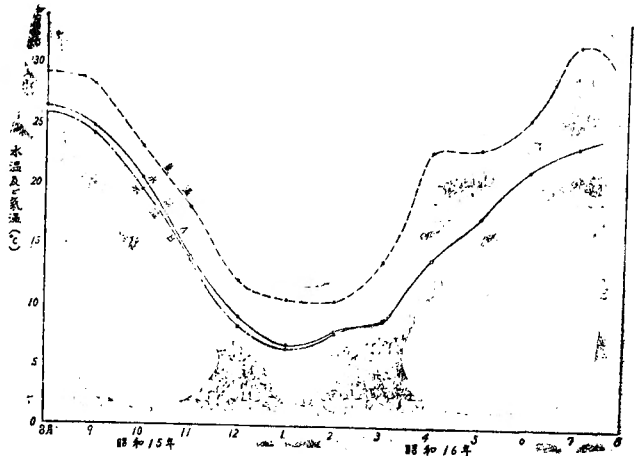
河水温の變化が通過流域の気温のみに左右されるとすれば、 $t=t_0$ 時刻に水源に出た水を追跡してそれより τ 時間後に水源下流 x の距離に到達したときの水温は即ち其處の其の時刻に於ける水温であるが、それは途中に於ける大氣との間の熱の授受を計算すれば決定出来る。而して其の時の気温は

$$T = T_0 + a \sin \alpha(t_0 + \tau) \quad (3)$$

になつて居る。

さて途中に於ける熱の授受はニュートンの冷却法則により、水温を $u(t_0, \tau)$ とすると、單位水面から單位時間に

$$\text{受熱量 } q = k(T - u), \quad k: \text{比例常數}$$



第3圖 毎日二回觀測による年變化(黒川)

である。従つて水温の上昇率は、河水温度が前論文に見る通り全深度一樣なることを参考にすれば

$$\frac{\partial u}{\partial \tau} = \frac{k}{ch\rho}(T-u) = \alpha(T-u), \quad \alpha \equiv \frac{k}{ch\rho} \quad (4)$$

と置ける。茲に h は水深、 c と ρ とは水の比熱と密度である。簡單の爲 α は定數と見做す。

尙ほ、 $u(t_0, \tau)$ の初期條件は言ふまでもなく

$$u|_{\tau=0} = U_0 + b \sin(\sigma t_0 + \varphi) \quad (5)$$

故に(4)式を解き

$$u(t_0, \tau) = A e^{-\alpha \tau} + T_0 + a' \sin[\sigma(t_0 + \tau) + \beta]$$

$$\text{但し} \quad a' = \frac{\alpha \sqrt{\sigma^2 + \alpha^2}}{\sigma^2 - \alpha^2} a, \quad \beta = \tan^{-1} \frac{\sigma}{\alpha} \quad (6)$$

積分常數 A は條件(5)を利用して

$$A = U_0 + b \sin(\sigma t_0 + \varphi) - T_0 - a' \sin(\sigma t_0 + \beta)$$

$$\begin{aligned} \text{故に} \quad u(t_0, \tau) = & \{U_0 + b \sin(\sigma t_0 + \varphi)\} e^{-\alpha \tau} + T_0 (1 - e^{-\alpha \tau}) \\ & + a' \{\sin[\sigma(t_0 + \tau) + \beta] - \sin(\sigma t_0 + \beta) e^{-\alpha \tau}\} \end{aligned} \quad (7)$$

今上流水源より距離 x までの河川平均流速を v とすれば、

$$x = v\tau, \text{ 或は } \tau = x/v \quad (8)$$

であつて、此の地點に着目すれば

$$t = t_0 + \tau, \quad t_0 = t - \tau = t - x/v$$

従つて(7)式は

$$\begin{aligned} u(x, t) = & U_0 e^{-\alpha x/v} + T_0 (1 - e^{-\alpha x/v}) + b e^{-\alpha x/v} \sin[\sigma(t - x/v) + \varphi] \\ & + a' \{\sin(\sigma t + \beta) - e^{-\alpha x/v} \sin[\sigma(t - x/v) + \beta]\} \end{aligned} \quad (9)$$

$$\text{之は} \quad u(x, t) = U_0'(x) + b'(x) \sin[\sigma t + \varphi - f(x)] \quad (9')$$

の形に直し得るものであつて、 x 地點に於ける水温も矢張り一つの單弦變化をするが、其の振幅 b' は x と共に變化し位相は次第に遅れる。

又年平均水温は

(5) 野満隆治：河川浮泥の水面條件と其の應用。學術研究會議天文學及地球物理學邦文輯報第1號(昭和18年)，161頁。

野満，輕部，川口：河川の横斷面に於ける鹽分並に浮游沙泥の分布と横流(阿蘇黒川の研究第1報)。本誌第6卷(昭和17年)，16頁。

$$U_0'(x) = U_0 e^{-\alpha x/v} + T_0(1 - e^{-\alpha x/v}) \quad (10)$$

であるから、水源地 $x=0$ では勿論 $U_0'(x) = U_0$ であるが、 x が増加して下流になるほど T_0 に近寄り、非常な大距離($x \rightarrow \infty$)に至れば $U_0'(x) \rightarrow T_0$ に落付くべきものなることが判る。従つて水温が気温より低い期間と高い期間とは、上流より中流、中流より下流になるほど其の長短差が少くなり遂には半々相等しくなるべきことが想定される。所謂中流型年變化は此の様にして了解される。

實測によつて U_0 , T_0 , U_0' 及び二點間の距離 x と其の間の平均流速 v が分つて居れば、(10)式により常數 α が決定出来る。従つて又(6)式により α' , β も定まり、延いては(9)式にそれらを入れると(9')式の $U, f(x)$ も算式されるから、理論式(9')と實際の年變化とを對照検討し得るわけであるが、只今のところ必要な資料の揃つた川はない様であるから實例を示すことが出来ないのは残念である。

(2) 気温が流域の部分によつて異なる場合：— 此の場合には川を其の上の気温が大體均一と見做し得る數區に分ち、其の各區につきて前同様の取扱ひをすれば、任意地點に於ける河水温の年變化が得られる。其の際各區の上端を前項に於ける水源地の様に見做して取扱へばよい。

一般に河川の上流は山間高地にあつて、下流は沿海低平の地にある。然るに気温は高地に低く平地に高いのが原則であるから、川といふものは低気温の地域から高気温帯に流れ下るのが普通である。均一気温區内では前項に述べた如く、水温は漸次気温に近づかんとするのであるが、気温其のものが下流に於て高くなるならば、水温と気温との差は依然として引離され、場合によつては上流地に於けるよりも却つて一層兩者の差が大なることもあり得る筈である。即ち、水源地に於て水温の年平均が気温の年平均より低かつたものは、下流に於て其の差が餘り減少せず却つて増加することさへあるであらう。特に河川が高緯度より低緯度に向つて流下するものでは、標高の遞減に加ふるに緯度の遞減の爲に下流域の気温が水源地より著しく高く、従つて河水温は河口に於てさへ気温よりも随分低いのがあつて然るべきである。

其の一例として私はミシシッピ河を挙げたい。同河は中流聖ルイ附近までは大體に於て年平均気温 12°C の地域を流れて居るが、それより南流して河口附近は年平均気温 20°C

程度の暖地になつて居る。従つてニューオーリーゼンズ附近でヒルシ⁽⁶⁾が測つた水温と気温を見るに、あの長大な河の河口でさへ年平均に於て水温は気温より $3^{\circ}\text{F}(=1.7^{\circ}\text{C})$ も低く、水温の低い月が高い月よりは遙かに多いのである。

之に反し平地に入つて高緯度に向ふ河川などの如く、中流よりは下流域の気温が低下する場合には、水温と気温との差は年平均に於て愈近寄せられ、時には却つて水温が気温より高くなることも期待出来る。済南以下の舊黄河などには此の現象が見られはせぬかと思ふけれども、残念ながら資料がない。

(3) 所謂下流型年變化と人爲工作の影響：一日本河川の下流型年變化は、最高気温前後3~4箇月を除き水温が気温よりも高いといはれる。従つて年平均に於ても水温が気温より高いのが多い。例へば岡山市附近の旭川では約 1°C 、又南流する北上川でさへ河口石巻に於ける水温は気温より 1.7°C ほど高い。此の現象は気温の影響のみでは説明出来ない。中流域よりも下流域の気温が遙かに低い場合、例へば舊黄河下流の如き北流河川にあつては、気温のみによつても下流水温は気温より年平均に於て高いこともあり得べきは既に述べた處であるが、一般的の説明には勿論適用されない。然らば如何なる原因が別に存在するか。

筆者は其の主要原因として人爲工作の影響を掲げたい。其の中でも夏季の稻田灌漑を第一に指摘する。下流平野では日射の吸収に最も好適なる黒土上に薄い水層を廣い面積に互つて撒布し、盛夏の日中には気温よりも高い湯の様な高温水に化してそれを再び河に入れる。之で河水は單なる気温の作用よりも著しく高温にされる。それが年平均に於て下流の河水温を気温より高からしむる最大要因と信ぜざるを得ない。次には工場地帯を流れる川にあつては諸種の工業用水の餘水放流を挙げたい。更に下水其の他人爲活動の河川に關係あるものは殆んど總て多少なりとも昇温投熱効果を有するものと思はれる。

途中に湧泉があつて河水涵養をして居る場合には、その出處の深さによつて事情は種々になる。

V 岡崎附近の矢作川水温年變化

(6) A. A. Hirsch: Mississippi River Water Temperature at New Orleans. Monthly Weath. Rev. 69 (1935), 415; 野滿河川學227頁參照。

前項に於て所謂中流型及び下流型水温年変化の原因を討究した。是等の常例は既に須田、倉茂氏等の報文にある10~12河川中に夫々2~3見られるから新例を追加することはしない。只茲には中流にあつて所謂中流型を示さず又下流にあつて下流型に従はない川も決して少くないことを指摘し、實例を以て之を示したい。

下流にあつて須田氏等の所謂下流型に従はない例に、私は其の著しきものとしてミシシッピ河をあけて置いた。中流に於て中流型の變化を示さない例に矢作川を取る。矢作川に私が着目したのは次の様な見地からであつた。

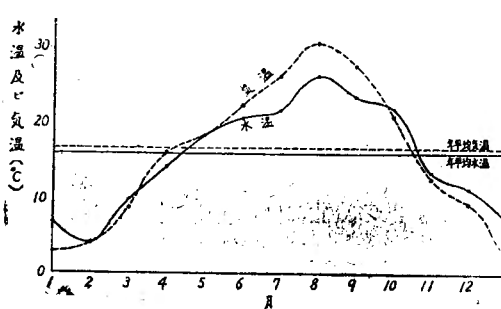
前項の(2)の條下に説明して置いた如く、若しも流域下手の気温が上流地よりも遙かに高いならば、中流は愚か下流でさへも水温が気温より低い程度は餘り減退せず場合によつては却つて甚だしくさへなるべきことが期待される。ミシシッピ河の如きは南流によつて此の條件を満足するものと私は信ずる。然し日本内地の河川の如く比較的短い流路のものでは南流による此の種の效果は餘り期待されない。其の證據には北上川の河口石巻附近の水温は気温よりも高き月が却つて増加し所謂下流型になつて居る。ところが一方、日本は狭い山國であるから上流地と中流乃至下流とで標高差による気温の差が短い距離に著しい場合があり得る。而して其の影響は水源地の標高が愈高く、又低気温の山間高地から成るべく急に気温の高い平野に流下する川ほど顯著に現はれるであらう。この様な條件の川を物色して居る際、偶然にも昭和15年筆者は内務省名古屋土木出張所の委嘱を受け、矢作川、改修の参考として岡崎市上手の額田郡岩津町大字大門の河畔地下水調査に關與することになつた。其の傍ら河水及び附近井水十數箇の水温をも昭和15年8月より翌16年8月まで滿1ケ年を通じ毎5日目ごとに1回(午前10より12時の間に)測定して貰つた。此の川は源を標高2000mを超ゆる木曾山脈中の恵那山に發し短時日の内に山地を出で三河平野に入り、而も觀測地は平野に入つて間もない處であるから、流域気温の急増した區域に相當するのである。前項(2)の條下に論じた條件によく適合する部分と思はれるので、地下水調査の傍ら河水温度の測定をも出張所員に御願した次第である。

諸測定の内、本問題に必要なる河水温度と気温だけを卷末資料欄に掲載した。それによつて月平均を求め年変化を見るに第6表及び第4圖の様になる。水温は500mを距つるA、B二點で觀測された。BはAより上流側にある。

第 6 表 矢作川岡崎附近の水温度年変化(°C)

月	昭和15年					16年							全 平 年 均
	8	9	10	11	12	1	2	3	4	5	6	7	
水 温 {A B	26.4	24.8	20.6	14.1	9.1	6.8	8.0	8.9	14.1	17.6	21.6	23.6	16.8
B	25.8	24.2	19.6	13.8	8.8	6.5	7.8	9.0	14.1	17.6	21.6	23.6	16.5
氣 温	29.2	28.3	23.2	18.2	12.1	10.6	10.5	13.9	23.1	23.3	25.9	32.1	21.3

之によると三河平野に入つた矢作川中流の水温度は氣温度よりも年中低く其の差は全年平均で 4.8°C もあり、氣温度より高くなることは1箇月もない。全く豫期以上の好結果になつた。又A點では500m上のB點より平均 0.3 ほど温もつて居る。



第 4 圖 矢作川岡崎附近の水温度年変化

此の様に水源地でも滅多に見られぬほど水温度が氣温度よりも低いのは、矢作川が比較的短距離の間に標高差 2000m も降下するので、高度による氣温度の遞減率を 100m につき 0.5 としても約 10° も高温な區域に入るわけだからである。

尙ほ一言斷つて置きたいことは、本例の測定値が午前10~12時の間の一回觀測なることで、第2~3圖の水温度氣温度日變化の狀況に照らすと、水温度は一日平均よりも少しく過低であり氣温度は幾分過高になつて居るであらう。従つて兩温度の差が多少は過大に現はれて居ると思ふ。然し其の點は須田、倉茂氏の採用した各地測候所の水温度觀測諸例も同様である。精密を期するにはどうしても一日數回は適當の時刻に測定する必要があらう。

VI 結 論

河水温度の年變化様式に就いては、從來氣温度との關係から見て上流・中流・下流の三型ありとせられ、上流では水温度が嚴寒期暫くを除き一般に氣温度よりも低く、中流型では水温度が氣温度より低い月と高い月との數が餘り違はぬ様になり、下流型では却つて水温度の高い期間が多いと云はれて居る。著者は其の然るべき原因を討究し、且つ此の様式に従はぬ川も少くないことを實例によつて示し其の理由をも説明した。尙ほ阿蘇黒川での毎月一日毎時觀測によつて河水温度日變化を精査し之が解釋を與へた。其等の要點は次の通りである。

1). 上流水源地で水溫が氣溫より低いのは、其の水が泉源地よりも高い（從つて氣溫の低い）山腹に降つた雨の滲透した地下水によつて涵養されて居る爲もあるが、夫れよりも一層重要な原因は水源地森林特に落葉樹の夏日に於ける日射遮屏作用が冬日の放冷防止效果よりも大なるため林内地の地溫が裸地よりも平均的に低溫なるによることを示した。

2). 上流河川の一例として、阿蘇黒川の滿1年間觀測による水溫年變化を提示した。其の變化の趨勢は全く氣溫に追隨する。

3). 所謂中流型年變化も主として氣溫の影響によるものであつて、上流から觀測地までの氣溫には大差なく均一に近い場合に發現すべきことを説き、理論的計算をも試みた。

4). 所謂下流型年變化即ち水溫が氣溫よりも高い月の多い型式は氣溫の影響のみでは説明されない。

之は暖期の農田灌漑水や工場の溫水流入が原因で、特に日本河川では前者が最も有力なるものであらうと解した。

5). 然し中流及び下流に於て、如上の型式に従はずに依然として水溫が氣溫よりも低い川も決して少なくなく、時には却つて甚だしくなるものさへあるべきことを主張した。其の理由は、川なるものが標高大なる山間より發現して低平なる海岸平野に入るものであるからには、高度による氣溫遞減率によつて氣溫は上流より下流になるほど高くなるのが當然だからである。又標高に大差なくとも南流する川では同様である。

6). 其の様な實例として我國の矢作川と米國のミシシッピ河を挙げた。矢作川は中流岡崎附近で水溫が年中氣溫よりも低く其差 4.8°C もあることを實測によつて示した。又ミシシッピ河はヒルシの報告を借りて、河口附近に於ける水溫は氣溫より低い期間が遙かに長く年平均に於て $3^{\circ}\text{F}(=1.7^{\circ}\text{C})$ 低溫なることを指摘した。此の様な例は其の他にも少くない。水田灌漑のない諸外國の川では寧ろ之が常態ではないかとさへ思はれる。果して然らば須田、倉茂氏等の中流型・下流型なる名稱は寧ろ他の適當な名に改めた方がよくはあるまいか。

7). 河水溫度日變化の精測された報告は從來餘りないから、阿蘇黒川に於て毎月一日毎時觀測を滿1ヶ年繼續實施した。それによると積雪のない月以外は悉く氣溫日變化によつて左右され、1~2時間の位相差を以て最高最低が現はれる。振幅は暖期に大きく寒期に小さい。只II月を中心とする嚴寒期には日變化様式が著しく變貌され、午前10時頃に最高が現

はれ午後はそれより低温になる。之は雪解水の影響と見れば了解出来ることを示した。

終りに本研究の費用は學術振興會第4特別委員會費及び文部省科學研究費によつた。又黒川水温觀測に當つた江藤敏治、森照三兩君、並に矢作川水温觀測をして頂いた名古屋土木出張所に對し深く謝意を表する。